

ПОШУК ДОСТОВІРНИХ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ СПОСОБІВ ІНДИКАЦІЇ ГОЛОЦЕНОВИХ ВЕРТИКАЛЬНИХ ТЕКТОНІЧНИХ РУХІВ

Існують численні геоморфологічні методи, які дозволяють визначати знак, сумарну амплітуду і швидкість рухів за певний інтервал геологічного часу. Режими вертикальних новітніх тектонічних рухів оцінюються для пізнього кайнозою, тобто відрізка часу до 25–40 млн. років [1]. Достовірність методів неоднакова і визначається тим, наскільки точно у формуванні сучасного рельєфу або рельєфу неогенових похованих поверхонь визначено внески глибинної (ендогенної) і приповерхневої (екзогенної) складових рухів. Дослідженню режимів рухів в голоцені присвячена відносно незначна кількість робіт [2].

Загальні відомості

Домовимося вважати голоценовими або повністю сучасними тектонічними рухами такі, що відбувалися у часовому інтервалі від перших сотень років до 10–12 тисяч років і на відміну від сучасних (історичних) рухів можуть вивчатися не інструментальними та археологічними, а переважно геолого-геоморфологічними методами ([3], с. 12). Важливість вивчення режиму рухів цієї епохи полягає у можливості одержати сполучну ланку між геодезичними й історичними даними і власне неогеновими рухами, виразно зафіксованими в рельєфі та інших показниках.

Більшість способів індикації рухів спрямована на реконструкцію напрямку, інтенсивності і періодичності рухів, які відбувались протягом неогенового періоду та четвертинної епохи до плейстоцену включно (26,2–1,99 млн. років). Вивчення молодшої голоценової тектоніки (див. [1], с. 57), у тому числі сучасних рухів, зустрічається зі значними труднощами. Такі рухи, особливо регіонального і зонального масштабів, зазвичай настільки повільні і в середньому рівномірні, що викликають у зазначені малі проміжки геологічного часу слабкі структурні і геоморфологічні зміни. Задовільні результати одержано тільки на окремих ділянках і в деяких регіонах (див. [2], с. 202–203). Об'єктивність кількісних оцінок режиму вертикальних рухів залежить від того, чи враховано успадкованість голоценових рухів від рухів попередніх відрізків четвертинного періоду, різний вік компонентів ландшафту (у т. ч. елементів рельєфу), а також

спотворюючий вплив горизонтальної компоненти рухів на вектор зміщення.

Голоценові відклади увінчують розрізи четвертинних порід. Тривалість хроностратиграфічних підрозділів плейстоцену-голоцену складає тисячі років. Складність їх виділення та кореляції пов'язана з мінливістю літології, наявністю перерв в осадконагромадженні та неізохронністю границь комплексів порід [4]. Міжнародною комісією з голоцену INQUA нижню границю цієї епохи з 1969 року умовно рекомендовано проводити на рівні 10000 років, хоча за даними різних дослідників вона коливається від 20 000 до 4 000 років [5]. За радіовуглецевими даними варіант, що рекомендований INQUA, відповідає кліматичній події між пізнім зледенінням та післяльодовиковим'ям в Європі, яка виражена в даних спорово-пилкового аналізу.

Джерелом похибок кількісної оцінки тектонічних рухів голоценового етапу геологічної історії є неоднозначності у виділенні товщин літологічних комплексів та датуванні відкладів власне голоцену. Тривалість цього відрізка геологічної шкали найменша, а швидкості власне неогенових рухів співмірні, відповідно в останні 10 тис. років мало контрастні вертикальні переміщення формують підняття або опускання амплітудою лише у перші метри і десятки метрів, які слабо фіксуються у рельєфі та інших компонентах ландшафтів. Контрастність прояву рухів ще менша у випадках коливого характеру голоценових рухів або їх неуспадкованості порівняно із більш давніми. В таких умовах достовірність і точність оцінки показників голоценових рухів визначаються тим, наскільки достовірно та точно враховані а) зміни абсолютних відміток рельєфу екзогенними нетектонічними причинами; б) горизонтальні компоненти тектонічних рухів; в) ступінь успадкованості рухів; г) істинна товщина голоценових відкладів і їх вік.

Стан проблеми вивчення голоценових рухів

У континентальних умовах голоценові рухи визначаються переважно за будовою річкових долин, терас та речовинним складом алювію. Відомим є спосіб кількісної оцінки

голоценових (і сучасних) вертикальних тектонічних рухів, який використовує показники активності ерозійно-аккумуляційних процесів, що замірюються в річкових долинах, і їх залежність від темпів вертикальних перемішень [6]. За цим способом, запропонованим Ю.О. Мещеряковим і В.А. Фількіним, виявляються ознаки заплав, які характерні для режиму тектонічних опускань (приміром, зростання потужності алювію, мулистості і суглинистості аккумулятивних заплав) або підняття (розміщення руслових відкладів вище урізу річок, утворення заплав цокольних і ерозійних). Крім цього, згаданий спосіб враховує відношення висоти першої тераси до висоти заплави, яке прямопропорційне амплітуді підняття, а також ступінь збільшення ширини та заболоченості заплав на територіях, що занурюються. Сумарний показник ерозійно-аккумулятивної діяльності річок (Е) у балах порівнюється з даними режимних геодезичних нівелювань опорних мереж, а знак і швидкість вертикальних тектонічних рухів (V) в мм/рік оцінюють за статистичним рівнянням між V і Е. При цьому результати вимірів V інтерполюються між долинами на вододільні простори.

Недоліком способу є неповнота інформації, що одержується, тому що показники рухів встановлюються для долин річок, в яких розташована обмежена кількість опорних геодезичних вимірів, а карти складаються для всієї досліджуваної території. Відомо також, що режими рухів вододільних просторів і долинних ділянок можуть суттєво відрізнятися [7, с. 37–39]. Річкова мережа часто закладена вздовж тектонічних дислокацій, які розділяють тектонічні блоки з різною неотектонічною активністю і мають свій режим рухів; неоднаковою є геодинамічна активність зон тектонічних порушень за їх простяганням [8, 9 та ін.]. Не враховується, що окремі кількісні оцінки амплітуди вертикальних рухів, наприклад, різниця у висотах терас і глибина врізання днища ріки у корінні породи, можуть формуватися за геологічний час, тривалість якого перевищує голоценову епоху, а швидкість рухів розраховується за час, що дорівнює прийнятій тривалості голоцену. Тобто вік „сучасного” алювію по замовчуванню приймається голоценовим. У той же час, приміром, мулистість (піщанистість) алювію є надзвичайно мінливою характеристикою, яка відбиває короткочасні процеси і протягом усього голоцену, і в останні десятки-сотні років. Ступінь замулення заплав залежить також від місцевих біокліматичних особливостей, будови водозбірних площ, частоти прояву катастрофічних явищ типу селів, повеней, а також масштабів техногенної ерозії тощо. Тобто

спосіб, що розглядається, може як суттєво завишувати, так і занижувати характеристики режиму тектонічних рухів, у першу чергу швидкості і сумарні амплітуди підняття.

Певний вплив на результати застосування способу має літологія ложа корінних порід, перетинання річковою мережею зон тектонічних порушень, кількість приток і інші гідрологічні особливості, що відмічають й самі автори способу (див. [6], с. 113–114), а також інші дослідники [10, с. 31–32]. Приклади застосування способу його авторами в межах України свідчать про значні розбіжності в оцінках рухів, а значить і непрогнозовану точність результатів на різних територіях. Наприклад, у Донецькому регіоні і Приазов'ї коефіцієнти парної кореляції між швидкістю вертикальних рухів і сумарним показником ерозійно-аккумулятивної діяльності Е складають 0,96 для профіля Констянтинівка – Донецьк – Волноваха і лише 0,60 по профілю Констянтинівка – Горлівка – Луганськ (див. [6], с. 162, рис. 1). Тобто в останньому випадку залежність є напівкількісною, індикаційною.

Існує також група геоморфологічних методів вивчення морських і озерних терас та особливостей будови долин і дельт, речовинного складу, товщин і фацій алювію з метою діагностики голоценових рухів. Ці методи теж використовують зв'язки тектонічних рухів з активністю ерозійно-аккумулятивних процесів і мають загальний недолік – складність та неоднозначність відокремлення тектогенної складової рухів від рухів нетектонічної природи. Так, відомим є спосіб визначення інтенсивності росту геологічних структур за абсолютною деформацією поздовжнього профілю голоценових терас із супутнім визначенням віку, приміром, морських раковин радіовуглецевим методом та розрахунком швидкості деформацій. Спосіб застосував С. Віте-Фінці в 1979 р. по горах Загрос, де швидкість росту антикліналей склала 2–7 мм/рік (див. [2], с. 204). Спосіб має переваги у тому, що у випадках первинно горизонтального положення поверхонь морських і озерних терас можна одержати об'єктивні кількісні оцінки рухів незалежно від евстатичних змін рівня Світового океану. Однак, широкому застосуванню способу перешкоджає те, що необхідні дані можна одержати лише в береговій зоні за наявності викопних решток для датування та підтвердження власне голоценового віку об'єкту вивчення.

На континентах рухи певних територій, що мають річкову мережу, визначаються за деформаціями поздовжніх профілів русел річок

і потужністю алювію, які в цілому пропорційні амплітуді вертикальних зміщень (див. [10], с. 19–114). Однак, є фактори, які знижують достовірність і точність способу. Джерелом недостатньої точності є те, що річкова система, яка перетинає ділянку, що підіймається або опускається, може бути розташована не обов'язково у її центральній частині, де амплітуда максимальна. Тобто, спосіб дозволяє кількісно оцінити лише нижню межу амплітуд рухів. Пряма залежність руслової ерозії від інтенсивності рухів у голоцені замаскована дією рухів попереднього часу, які вже створили розчленований рельєф і аномальні ухили поверхні, у тому числі не тільки над рухливими геологічними структурами, але й над виходами розривних порушень, тріщинуватих зон, аномально м'яких або міцних порід (див. [8]). Тому частина деформацій профілю дна річок не викликана тектонічними рухами голоцену і штучно збільшує або зменшує кількість структурних піднять, яка виявляється спостереженнями.

На суходолі голоценові рухи кількісно визначаються також за шириною долин, меандруванням русла, товщинами алювіальних відкладів заплав, а також гранулометричним і мінеральним складом алювію. Наприклад, тектонічні підняття в долинах річок проявляються вузькими долинами і високими рівнями заплав, малою потужністю алювію грубого гранулометричного складу, збагаченням алювію стійкими до вивітрювання мінералами. Роботами В.П. Палієнко для Передкарпатського прогину за комплексом показників виділено області (і морфоструктури) інтенсивних, середніх і слабких піднять, опускань, а також опускань, що змінились слабкими підняттями [11].

Позитивні результати з напівкількісних оцінок темпу або амплітуди рухів одержано Б.С. Луньовим, а також В.Е. Некосом, В.І. Карповим та М.Г. Бергером [12], які визначали неотектонічні підняття за збагаченням алювію магнетитом, цирконом, ільменітом, рутилом і крупнозернистими фракціями та за збідненням легкими транспортабельними мінералами – силіманітом, турмаліном, амфіболами. Спосіб, однак, має низьку точність внаслідок оперування напівкількісними і відносними характеристиками, а саме – відношеннями вмістів мінералів у важкій фракції та відсотками вмістів мінералів важкої фракції від їх загальної кількості. Іншим недоліком є трудомісткість мінералогічних аналізів, а також відсутність визначення абсолютного віку сучасного алювію, який частково утворюється протягом четвертинного періоду, є перевідкладеним

матеріалом давніших відкладів, який накопичувався не лише протягом голоцену.

При датуванні молодих відкладів зазвичай не враховується, що фази розвитку долин не відповідають віку терас внаслідок гомотаксису, тобто подібності відкладів і послідовності їх нашарування в розрізі у різновікових стратиграфічних підрозділах. Неточно визначаються як амплітуди рухів, так і швидкість переміщень, як результат ділення амплітуди рухів на неправильно визначену тривалість голоцену. Наприклад, детальними радіовуглецевими і археологічними дослідженнями (див. [3], с. 65) по річках Середньої Азії виявлено, що голоценовими є не тільки заплави і перші надзаплавні тераси, але й більш високі тераси висотою від 15–25 м на рівнинах і до 30–60 м в горах.

За узагальнювальними даними Д. Боуена (див. [4], с. 233–234) “...тепер відомо, що висота тераси над заплавою не може слугувати показником ані віку тераси, ані положення рівня моря у минулому... Терасовий алювій особливо здатний до перевідкладання. Гранулометричний склад алювію все більше використовується для висновків про палеогідрогеологію”. Отже, стратиграфічне значення терас полягає у тому, що вони є індикаторами кліматичних змін. Тобто сумарна дія кліматичної ритмічності і пов'язана з нею зміна базисів ерозії та ритмічність неотектонічних рухів дають значну похибку визначення швидкості і не інтерпретуються однозначно із застосуванням лише одного способу.

Існують численні приклади невідповідності абсолютного віку перших терас тривалості голоцену. Наприклад, дані Дж. Фрая [13] по центральній частині США, а також матеріали Ф. Шоттона [14] по долині р. Ейвон (Велика Британія), де співвідношення стратиграфічних підрозділів алювію терас, покривів морени і палеогрунтів вказують, що річкова ерозія проявляється переважно на початкових стадіях зледеніння, осадконагромадження – на пізніх стадіях ритму, а часи утворення ґрунтового покриву співпадають із періодами стабілізації. У зонах, перехідних між підняттями і опусканнями, спостерігається складне накладання терасових рівнів і їх хронологічна підпорядкованість.

Відносно точно вік терас визначається лише детальними багатометодними дослідженнями, як це ілюстровано, наприклад, Д. Боуеном (див. [4], с. 234–237) по терасах р. Рейн в районі міста Кельн на підставі вивчення вмістів кварцу, важких мінералів, молюсків, даних магнітостратиграфії, тафрохронології і вивчення лесових товщ. Себто існує просторова діхронність терас і віку алювію, що не дозволяє за способом, що розглянутий, об'єктивно

визначити вік прояву рухів шляхом зіставлення терасових рядів, а також не дає підстави ув'язати послідовність терас із коливанням рівня моря і достовірно оцінювати амплітуди рухів.

Загальним недоліком способу кількісної оцінки режиму вертикальних рухів за будовою річкових долин є те, що інформація, яка одержується, не може бути інтерпольована на значні за площею вододільні простори. Особливо виразно це проявлено в аридних і семіаридних районах. Щоб уникнути цього недоліку, використовують інтерполяцію міждолинних даних з побудовою карт ізодформацій поздовжніх профілів русел річок України [15]. Однак, недоліком інтерполяційного підходу є одержання картографічного представлення рухів, яке не відповідає вимозі масштабності, тобто рівномірності розташування точок вимірів на площі досліджень. Крім того, якщо річкова мережа тяжіє до розривних порушень, тоді одержані значення рухів не відповідають істинним рухам тектонічних блоків і структур різного рангу.

Відомим є спосіб оцінки режимів рухів, заснований на існуванні прямого зв'язку середньої висоти рельєфу, що розвивається, з вертикальними неотектонічними переміщеннями. Індикатором знаку рухів є товщина чохла четвертинних відкладів, у тому числі голоценових. В областях підняття товщина чохла зменшується внаслідок денудації, а при зануренні збільшується завдяки акумуляції. Спосіб полягає у визначенні на території досліджень середньої висоти сучасного рельєфу і середньої товщини шару четвертинних відкладів та величини денудаційного зносу за геологічний час T . Далі амплітуда підняття вираховується як різниця між середньою висотою і товщиною молодих відкладів або величиною денудаційного зрізу денної поверхні. При наявності ділянок опускань їх амплітуда за час T визначається за сумарною величиною середньої відмітки рельєфу і товщини відкладів. Спосіб дозволяє розрахувати ймовірні швидкості неотектонічних рухів за окремі відрізки четвертинного періоду, у тому числі за голоцен, при наявності стратиграфічних горизонтів з визначеним абсолютним віком. [16, с. 109–110].

Перевагами способу є користування параметрами, які можна вимірювати на всій площі робіт, введення умовного реперу геологічного часу, а також використання балансу мас порід, що переміщуються внаслідок сукупної дії рельєфоутворювальних екзогенних і ендегенних тектонічних факторів (денудація, акумуляція). Однак, він має недоліки, пов'язані із прийнятою теоретичною основою та його методичною реалізацією.

Дійсно, наприклад, сумісне використання збалансованої денудації–акумуляції впливає із однієї з парадигм геоморфології, а саме концепції динамічної рівноваги Дж. Джильберта і Дж. Хака. Її критичний аналіз дав К. Оллієр і ін. [17]. Доведено, що така динамічна рівновага, по-перше, спостерігається лише для повільних тектонічних піднять, які встигають компенсуватися ерозійними процесами, і тоді товщина четвертинного покриву і величина денудаційного зрізу дійсно співмірні. По-друге, вона справедлива лише для середніх, або “зрілих”, за У. Девісом, стадій розвитку рельєфу з крутими схилами. Нарешті, концепція не враховує спотворюючої ролі реліктових форм рельєфу, які незмінно утворюються у випадках швидких тектонічних переміщень. Наприклад, на ділянках поширення міцних корінних порід, за К. Оллієром, з дев'яти можливих типів геоморфологічних ландшафтів концепція рівноваги справедлива лише для чотирьох, найбільш поширених у природі (див. [17], с. 425). Тобто, спосіб має обмежене застосування, не є універсальним і, приміром, дає значні похибки у випадках оцінки рухів, які проявляються у геоморфологічних ландшафтах зі сплосненими межиріччями або з коритоподібними долинами.

Обмежені можливості способу впливають також з нашого формального аналізу формул оцінки швидкості рухів. Згідно із способом Д.Г. Панова (див. [16], с. 110, 112, формули 1–3), якщо прийняти швидкості підняття $+V$ і опускань $-V$, тоді амплітуда рухів A визначається за час прояву рухів T по середній відмітці рельєфу H_c , товщині четвертинного (або, зокрема, голоценового) чохла M і коефіцієнту річної денудації K_d :

$$+V = (H_c - M) / T, \text{ мм/рік}; \quad -V = (H_c + M) / T, \text{ мм/рік}; \quad K_d = (A - H_c) / T, \text{ мм/рік}.$$

З наведених формул значення сумарних амплітуд рухів $A = V \cdot T$ дорівнюють

$$+A = +V \cdot T = H_c - M \text{ (підняття)}, \quad -A = -(V \cdot T) = H_c + M \text{ (опускання)};$$

$$\text{звідси } V \cdot T = H_c - M; \quad -(V \cdot T) = H_c + M; \quad K_d \cdot T = A - H_c, \quad A = K_d \cdot T + H_c,$$

добуток коефіцієнта денудації за рік на геологічний час T дорівнює сумарній денудації D за час препарування рельєфу. Таким чином, амплітуда підняття

$$+A = H_c - M = D + H_c, \text{ звідки } D = -M.$$

Це значить, що спосіб оцінки рухів, який розглядається, передбачає обов'язкову збалансованість денудаційного зрізу і товщини четвертинного чохла M , що є ідеальним випадком.

$$\text{При опусканнях } -A = H_c + M = -(D + H_c), \quad \text{і}$$

$$D = 2Hc + M.$$

Тобто денудація еквівалентна акумуляції товщі наносів, яка дорівнює подвійній середній висоті денної поверхні разом із товщиною чохла четвертинних відкладів. Однак, відомо, що при зануренні ділянок денудація підвищених місцевостей повністю не припиняється, що робить формулу оцінки амплітуди опускань неточною.

Узагальнення світового геоморфологічного матеріалу, наприклад, К. Оллієром (див. [14], с. 359) свідчать: "Швидкість тектонічних піднять фактично приблизно удвічі перевищує швидкість ерозії. Таке співвідношення слугує прямим доказом припущення щодо росту гірських споруд, який відбувається у теперішній час, коли підняття гір явно випереджують ерозію. Однак необхідно відзначити, що вказане співвідношення швидкостей є викривленим, оскільки швидкість ерозії звичайно вимірюється для крупних регіонів, у той час як інтенсивність піднять визначається для окремих височин, гірських хребтів або по ще більш локальних площах".

Таким чином, спосіб порівнянь базисів ерозії і товщин чохла пухких відкладів, використовує усереднені параметри, які дозволяють одержати об'єктивні оцінки тектонічних рухів лише для значних територій і, відповідно, є недостатньо достовірним для практичних задач на конкретних ділянках середнього і крупного масштабу. Підтвердженням цьому є результати застосування способу його автором з метою кількісної оцінки голоценових рухів Донбасу, берегів Азовського моря і Прибалтики. Наприклад, підняття Донбасу протягом голоцену оцінені в 89–119 м (див. [16], с. 111). Це в 4–5 разів перевищує амплітуди піднять за комплексними геолого-геоморфологічними і геодезичними вимірами, а саме 20–25 м (див. [10], рис. 22). Модифікація способу, що розглядається, застосована також його автором для визначення швидкості голоценових рухів в районі міст Таллін, Нарва, Пярну, Рига, Ліспая у порівнянні з комплексними геолого-геоморфологічними і геодезичними даними Ю. Мещерякова [18]. Їх аналіз показує, що згаданий спосіб дає відносну похибку швидкості від -10% до +200% (в середньому +85%) порівняно з базовим методом, тобто завищує швидкості рухів. Одним з джерел похибок є те, що ерозійно розчленований рельєф значною мірою формується й у доголоценовий час, а в способі, що розглядається, штучно завищена амплітуда вертикальних рухів ділиться на відносно малу тривалість голоцену.

В.Л. Віленкін запропонував спосіб картування ландшафтів, сформованих у межах тектонічно активних ділянок, або так званих тектогенних ландшафтів [19]. Використовується

вплив неотектонічних рухів на розвиток окремих компонент ландшафтів і природних комплексів у цілому [20, с. 30–37]. Спосіб [19] передбачає визначення приналежності конкретних ландшафтів до таких, що змінюються під впливом висхідних і нисхідних рухів, подальше встановлення положення тектогенних ландшафтів у генетичному ряді еволюції ландшафтів з урахуванням ступеня деформованості ландшафтів за відсотком площі деформованої частини ландшафтів до їх загальної площі і, нарешті, бальну оцінку вертикальних рухів локальної ділянки за набором індикаторів тектонічного перетворення ландшафтів. Наприклад, в умовах Лівобережної України, а саме басейнів рр. Сула, Псьол, Ворскла, індикаційними ознаками заплавних, терасових і вододільних ландшафтів тектогенного походження за автором способу виступають ступінь заболоченості заплав, розчленованість поверхні ерозійними процесами, порушеність та змитість ґрунтового покриву, порушеність і строкатість рослинного покриву і його зміни, а також прояв мікроформ рельєфу (кучугури і шишакові місцевості). Ці ознаки ранжовані за п'ятибальною шкалою з максимальною оцінкою для земель типу „бедленд”.

Таким чином, послідовність реалізації способу полягає у визначенні загальної деформованості ландшафтів тектонічними рухами, внесків у цю деформованість нетектогенних чинників, а також деформацій, що обумовлені активними локальними структурами. На завершальному етапі проводиться ранжування відносних темпів тектонічних переміщень шляхом віднімання від сумарної деформованості ландшафтів у балах тої її частини, яка зумовлена всіма нетектогенними факторами. Перевагою способу порівняно із попереднім є можливість встановлювати неотектонічну активність всієї площі ландшафтних комплексів з вододілами, схилами і долинами. У той же час недоліком є суб'єктивність у виборі достатнього набору індикаторів. Крім того, кожній з ознак рухів надається однакова інформаційна вага. У випадках відсутності виявів на ділянці одного або кількох індикаторів достовірність способу суттєво знижується. Його якісний характер проявлений також у тому, що розглядаються компоненти ландшафтів, які мають по суті різний геологічний вік, а “еталони” геологічного часу прояву рухів не використовуються. Приміром, формування розчленованого рельєфу могло відбутися у доголоценовий період, тоді його незначні зміни протягом голоцену не знайдуть контрастного відображення у морфології денної поверхні та створять ілюзію прояву диференційованих молодих рухів, хоча в

цьому випадку ділянка могла бути спокійною протягом всього голоцену.

Поширення певних видів рослинності (сукцесія), як відомо, контролюється багатьма чинниками, серед яких неотектонічний фактор не є визначальним, особливо на рівнинах і на ділянках, незначних за розмірами (див. [21, 22]). Відомо, що поширення чагарникової рослинності на схилах і остепнення вершин горбів у місцевостях, що здимаються, може викликатися також відмінностями у водотривких і фільтраційних властивостях ґрунтоутворювального субстрату, певною гіпсометрією водонесних горизонтів у антропогенових відкладах, пониженим рівнем ґрунтових вод тощо.

До факторів, які знижують достовірність способу тектогенної деформованості ландшафтів, слід також віднести визначення деформованості ландшафтів значних територій за відсутності критеріїв їх достатніх розмірів. Ландшафти, змінені тектонікою, упереджено рекомендується поділяти їх на слабodeформовані (до 25% загальної площі), середньodeформовані (до 50%) і сильnodeформовані ландшафти з площею деформації понад 50%. Суто якісно задаються ознаки окремих ландшафтних компонент із зростанням амплітуди підняття: “значна строкатість ґрунтово-рослинного покриву – порушення ґрунтово-рослинного покриву – ускладнення ґрунтово-рослинного покриву” (див. [19], с. 106, 107). Таким чином, одержані за цим способом характеристики знаку і інтенсивності рухів є відносними та недостатньо точними, а їх абсолютні значення залежать від особливостей неотектонічного режиму площі, яка прийнята за фоновий ландшафт, і точності урахування внеску тектогенних і нетектогенних факторів у загальну деформованість ландшафту.

Новий підхід і його апробація

Відомий принцип еволюційного розвитку сучасних ґрунтів (біогеоморфологічні цикли В. Ковди). Згідно з ним у процесах тектонічних підняття гідроморфне ґрунтоутворення (осолонцювані, осолоділі, оглеєні та інші ґрунти) змінюється автоморфним з переважанням біокліматично і біогеоморфологічно типових ґрунтів, а при подальших зди曼нях окремих площ – підсилення ерозійного змиву, ілювіювання, опідзолювання ґрунтів тощо. При опусканнях території гідроморфні процеси знову набувають сили, приміром, збільшуються товщини верхніх горизонтів внаслідок наміву (намиті ґрунти). Зростає засолення ґрунтів, карбонатизація, гумусність та ін. [23]. До цього часу вказані

явища для кількісної оцінки молодих тектонічних рухів не використовувались.

Відомо також, що причиною еволюції ґрунтоутвірних процесів є зміна водного режиму ґрунтів внаслідок опускання рівня ґрунтових вод при тектонічних зди曼нях і підняття рівня вод при нисхідному русі денної поверхні з відповідною зміною біохімічних процесів. Залежно від стадії еволюції ґрунтів закономірно змінюється кількість ґрунтових типів [24, с. 57]. Себто структура ґрунтового покриву (типи ґрунтів і характер їх площинного поєднання), поширеного на ділянках різної мобільності, ускладнюється або навпаки спрощується. Таким чином, на тектонічно активних ділянках проявлена спрямована реакція ґрунтового покриву на режим вертикальних рухів, що дозволяє пропонувати вирішення зворотної задачі і визначати знак та амплітуду вертикальних зміщень геологічних структур. Це можна здійснити, фіксуючи над мобільними глибинними об'єктами поширення певних ґрунтових типів, їх поєднання та кількість і характер панівних ґрунтових процесів. Останні проявлені у зміні будови ґрунтових розрізів, наприклад, товщин генетичних горизонтів, а також появою особливостей речовинного складу. При цьому кількісна оцінка амплітуди підняття за певний геологічний час тим точніша, чим точніше визначено вік, протягом якого сформувався певний ґрунтовий розріз або його частина.

Неабиякою перевагою підходу, який пропонується, є те, що вік ґрунтів України за радіовуглецевим датуванням для чорноземовидних відмін лісостепу та степу складає 8–12 тисяч років. Опідзолені відміни на омолоджених тектонікою формах рельєфу за Г. Андрущенко мають вік до 5–6 тисяч років. Тобто ґрунтовий покрив рівнинних територій України як об'єкт досліджень рухів вже „пронормований” природою відносно тривалості голоцену. Це сприяє достовірній оцінці вертикальних тектонічних зміщень власне у голоценовий період.

Методика і результати досліджень

Автором проведено польову і камеральну перевірку зв'язку поширення певних типів ґрунтів і будови ґрунтових розрізів над морфоструктурами різного рангу в межах Північного борту Дніпровсько-Донецької западини (655 ґрунтових розрізів глибиною до 1,3 м), Південного борту ДДЗ (157 розрізів), Донецької складчастої споруди і суміжних структур (профіль Волноваха–Донецьк–Станично-Луганське, 71 розріз). Крім перелічених структур, які переживають в пізньому антропогені режим переважних зди曼ь і вкриті плащем ґрунтів лісостепу і

північного степу, за картами масштабу 1 : 750 000 та 1 : 200 000 [25 та ін.] проаналізовано ґрунтовий покрив південного степу в межах Причорноморської низовини, де у четвертинний період панували коливні тектонічні рухи і опускання території. Поширення зональних і азональних тектогенних ґрунтів над геоструктурами різного рангу зіставлено з кількісними геоморфологічними і картографічними даними про знак і амплітуду антропогенних і сучасних рухів за даними робіт [10, 26–28].

Підтверджено, що морфоструктури різного рангу мають індивідуальні риси сучасного ґрунтового покриву залежно від режиму молодих тектонічних рухів. Наприклад, Донецька складчаста споруда, яка за показником деформованості профілів русел річок має амплітуду здирань в голоцені до 25 м, вкрита дерновими і дерновими карбонатними автоморфними ґрунтами малої потужності і гумусності. Плями останців покриву чорноземів середньогумусних і глибоких знаходяться на менш мобільних ділянках. В Причорноморській западині з опусканнями до $-5 \div -7$ м поширені лучно-чорноземні гідроморфні ґрунти, в зоні голоценових рухів амплітудою $0 \div -2$ м – чорноземи південні малогу́мусні. На Північному борту ДДЗ, який є морфоструктурою з помірними підняттями максимально до 15 – 17 м в районі Старобельської монокліналі і м. Суми, ґрунтовий фон представлений чорноземами різногумусними різної потужності (змитості), які на ділянках здирань середньої амплітуди змінюються чорноземами солонцюватими, опідзоленими і далі, над найбільш мобільними структурами – темно-сірими і сірими опідзоленими ґрунтами.

Ряди тектогенної еволюції ґрунтів побудовані нами за наявними матеріалами по плиті, Передкарпатському прогину, Дніпровсько-Донецькій западині з бортовими частинами, Донбасу та Причорноморській западині. Більш детальні ряди складено також для окремих регіональних і локальних геологічних структур. При цьому знак і амплітуда підняття визначені на ґрунтовому фоні, який поширений в межах більш крупної структурно-тектонічної одиниці, а уточнення амплітуди рухів на території, зайнятій одним ґрунтовим типом, реалізовано за елементами систематики ґрунтів, тобто за підтипом, родом ґрунту, його видом і різновидом [29, с 190], що вишикувані по шкалі амплітуд вертикальних рухів. Приміром, для лучно-чорноземних ґрунтів (підтип) зростання амплітуди підняття супроводжується їх осолонцюванням і зменшенням потужності (рід), далі прогресуючим опідзолуванням і зменшенням гумусованості (вид), а також полегшенням

механічного складу від важких суглинків до супіщаних відмін (різновид).

Показано, що по кожній номенклатурній одиниці генетичної класифікації ґрунтів точність індикації амплітуди рухів більш висока, ніж у розглянутих вище способах. Деталізація амплітуд рухів з похибкою до 1 метра (за весь голоцен) досягається урахуванням ступеня змитості (намитості) ґрунтів, тобто показників активності площівної ерозії–аккумуляції за відомими ґрунтознавчими критеріями. У разі використання напівкількісних показників змитості приймається, що в нерозораних чорноземах слабозмитих змито не більше половини товщини гумусово-аккумулятивного горизонту Нг, в середньозмитих – більше половини або весь верхній горизонт, в сильнозмитих – змитий частково або повністю перехідний до субстрату горизонт Нп [30, с. 182]. Більш точна кількісна оцінка інтенсивності ерозії може одержуватись безпосередніми замірами і розрахунком відношень товщини перехідного горизонту Нп, захищеного від ерозії, до товщин верхніх генетичних горизонтів, наприклад гумусового Нг. Тобто на ділянках з відносно однорідним покривом, малою кількістю типів ґрунтів або одним їх типом амплітуда рухів в діапазоні, що відповідає вказаним типам, може точніше встановлюватись за прямим зв'язком інтенсивності рухів із ступенем еродованості або намуленості земель, а також відповідною зміною родових, видових та інших таксономічних ознак. При цьому для обстеження придатні ґрунти, які не змінені технічною діяльністю, а саме пасма лісосмуг, пасовища, луки, нерозорані землі з мінімальним тектогенним впливом.

У таблиці наведено ряд тектогенної еволюції ґрунтів Західного Донбасу. На рисунку 1 за нашими даними наведено приклад зв'язку показника тектогенної еродованості земель Нп/Нг із швидкістю вікових рухів. Товщини ґрунтових горизонтів визначено в опорних ґрунтових розрізах на профілі Волноваха–Донецьк–Луганськ–Станично-Луганське в місцях поширення цілинних чорноземних ґрунтів: від потужних і вилугуваних на ділянках малоамплітудних рухів (± 1 мм/рік) до опідзолених малопотужних малогу́мусних і, нарешті, щебенюватих, а також дернових щебенюватих в місцевостях із швидкістю підняття понад 4 мм/рік. Швидкості рухів у точках закладання ґрунтових розрізів визначена за Картою вікових рухів Донбасу В.А. Фількіна (див. [27]), яка складена за методикою, що викладена в роботі [6].

Щодо згаданого профілю Волноваха–Донецьк–Луганськ–Станично-Луганське виконано зіставлення графіків сумарних

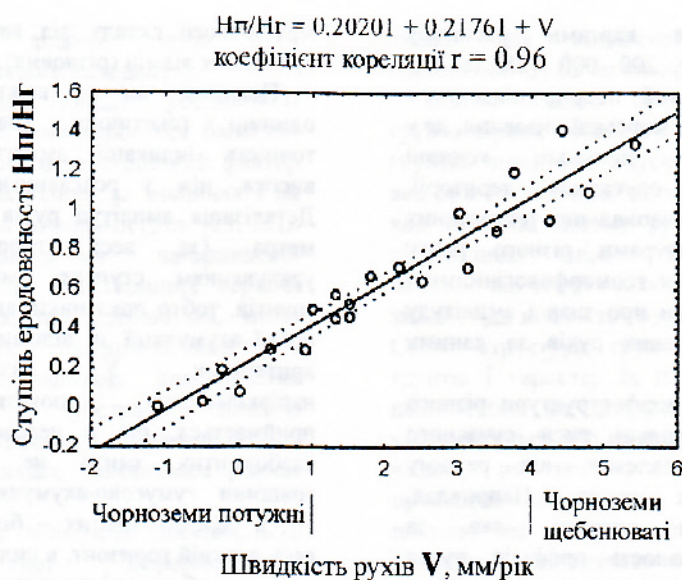


Рисунок 1. Кореляційна залежність параметра H_p / H_g від швидкості голоценових рухів для профілю Волноваха–Донецьк–Станично-Луганське.

Ряд тектогенної еволюції ґрунтів Західного Донбасу

Таблиця 1

Шифр ґрунту*	Тип ґрунту	Амплітуда голоценових рухів, м
1	2	3
165	Дернові карбонатні ґрунти на елювії щільних карбонатних порід	26,50
164	Дернові ґрунти на елювії щільних некарбонатних порід	26,00
74	чорноземи щебенюваті на елювії масивних кристалічних порід	25,50
76	Чорноземи переважно щебенюваті на елювії пісковиків	25,00
75	Чорноземи поверхнево щебенюваті на елювії піскувато-глинистих і глинистих сланців	25,00
19	Темно-сірі опідзолені ґрунти	24,00
20	Чорноземи опідзолені	23,50
91	Чорноземи солонцюваті на елювії карбонатних порід	20,00
90	Чорноземи середньо- і сильносолонцюваті на елювії некарбонатних порід	19,50
89	Чорноземи слабосолонцюваті на елювії некарбонатних дочвертинних порід	19,00
82	Чорноземи звичайні залишково- глибоко-слабосолонцюваті	18,50
87	Чорноземи звичайні слабо- і середньосолонцюваті	18,00
78	Чорноземи карбонатні на елювії карбонатних порід	17,50
55	Чорноземи звичайні малогумусні карбонатні	16,00
57	Чорноземи звичайні малогумусні неглибокі	15,00
59	Чорноземи звичайні малогумусні неглибокі вилуговані	14,75
54	Чорноземи звичайні малогумусні	14,00
56	Чорноземи звичайні малогумусні вилуговані	13,75
52	Чорноземи звичайні середньогумусні карбонатні	13,00
51	Чорноземи звичайні середньогумусні	12,50
53	Чорноземи звичайні середньогумусні вилуговані	12,25
50	Чорноземи звичайні малогумусні глибокі вилуговані	11,50
49	Чорноземи звичайні малогумусні глибокі	11,25
47	Чорноземи звичайні середньогумусні глибокі карбонатні	10,50
48	Чорноземи звичайні середньогумусні глибокі вилуговані	10,00

продовження Таблиці 1

1	2	3
46	Чорноземи звичайні середньогумусні глибокі	9,75
40	Чорноземи глибокі малогумусні	9,00
44	Чорноземи глибокі середньогумусні карбонатні	8,50
45	Чорноземи глибокі середньогумусні вилуговані	8,00
80	Чорноземні супіщані ґрунти	7,00
68	Чорноземи південні малогумусні	6,00
124	Лучні опідзолені та лучні опідзолені оглеєні ґрунти	5,00
129	Лучні солонцюваті осолоділі ґрунти (лише в комплексі)	4,75
116	Чорноземно-лучні вилуговані, осолоділі і опідзолені ґрунти	4,50
118	Лучні ґрунти	4,00
95	Лучно-чорноземні ґрунти	3,50
99	Лучно-чорноземні поверхнево-слабосолонцюваті ґрунти	3,25
166	Дернові опідзолені	3,00
73	Чорноземи солонцюваті на щільних засолених глинах	2,50
101	Лучно-чорноземні глибоко-солонцюваті ґрунти	2,00
102	Лучно-чорноземні глибоко-середньо- і сильносолонцюваті ґрунти	1,75
103	Лучно-чорноземні глибоковилуговані (осолоділі) ґрунти западин (лише в комплексі)	1,50
111	Чорноземно-лучні ґрунти	1,00
112	Чорноземно-лучні поверхнево-слабосолонцюваті ґрунти	0,75
113	Чорноземно-лучні поверхнево-середньо- і сильносолонцюваті ґрунти (лише в комплексі)	0,50
114	Чорноземно-лучні глибоко-слабосолонцюваті ґрунти	0,25
115	Чорноземно-лучні глибоко-середньо- і сильносолонцюваті ґрунти	0,00
128	Лучні глибоко середньо- і сильно солонцюваті	-0,25
125	Лучні поверхнево-слабосолонцюваті ґрунти	-0,50
141	Солонці степові	-0,75
143	Солонці лучні	-0,75
157	Дернові малорозвинені піщані та глинисто-піщані ґрунти (лише в комплексі)	-1,25
158	Дернові розвинені піщані та глинисто-піщані ґрунти	-1,50
159	Дерново оглеєні глинисто-піщані ґрунти	-1,75
161	Дернові супіщані і суглинкові	-2,00
163	Дернові еродовані суглинкові ґрунти	-2,25
162	Дернові оглеєні супіщані ґрунти	-2,50
166	Дернові солонцюваті	-3,00
160	Піски слабозадерновані слабогумусовані і негумусовані	-3,00
132	Лучно-болотні солонцюваті	-3,00
134	Болотні солонцюваті ґрунти (лише в комплексі)	-3,00

* Примітка. Шифр ґрунту за картою ґрунтів України М 1 : 200 000

амплітуд підняття в неогені, абсолютних відміток рельєфу, швидкостей вікових рухів з амплітудами підняття за розробленим ґрунтово-геоморфологічним способом (рис. 2). Площівне представлення картування рухів у смузі завширшки 10 км для цього профілю ілюструється рисунком 3.

Профіль північно-східного простягання перетинає північне закінчення Приазовського масиву, Складчастий Донбас і закінчується в межах Старобельсько-Міллеровської монокліналі Воронезького кристалічного

масиву. Шість типів рельєфу відбивають складну глибинну структуру й історію тектонічного розвитку основних структурно-тектонічних зон трьох крупних геоструктур. Крупні елементи будови Донбасу не знаходять відображення в орографічному плані (обернений рельєф), що відмічалось ще Д.М. Соболевим, В.Г. Бондарчуком, В.С. Преображенським. Окремі структури, наприклад Зуєвська антикліналь і Північна лінійна антиклінальна зона в перетині профілем відбивається підняттями амплітудою до 150 м.

Очевидно, є справедливими висновки Л. Лутугіна та Ф. Чернишова про те, що деталі орографії Донбасу все ж пов'язані з геологічною будовою; як відмічає І.М. Рослий [32, с. 144], оберненість рельєфу слід розглядати як вираз стійкої асиметричності його геоморфологічного розвитку, а виразність конкретних структур – як наслідок місцевого моделювання. Границі геоморфологічних районів і підрайонів в цілому

чітко відображають структурно-тектонічні зони північної і південної окраїнних частин Донбасу. В Центральній зоні крупних лінійних складок структурні елементи в рельєфі переважно не віддзеркалені, що, можливо, пов'язано з вибіркоким препаруванням шаруватих теригенно-карбонатних комплексів, яке затушовує структурні особливості.

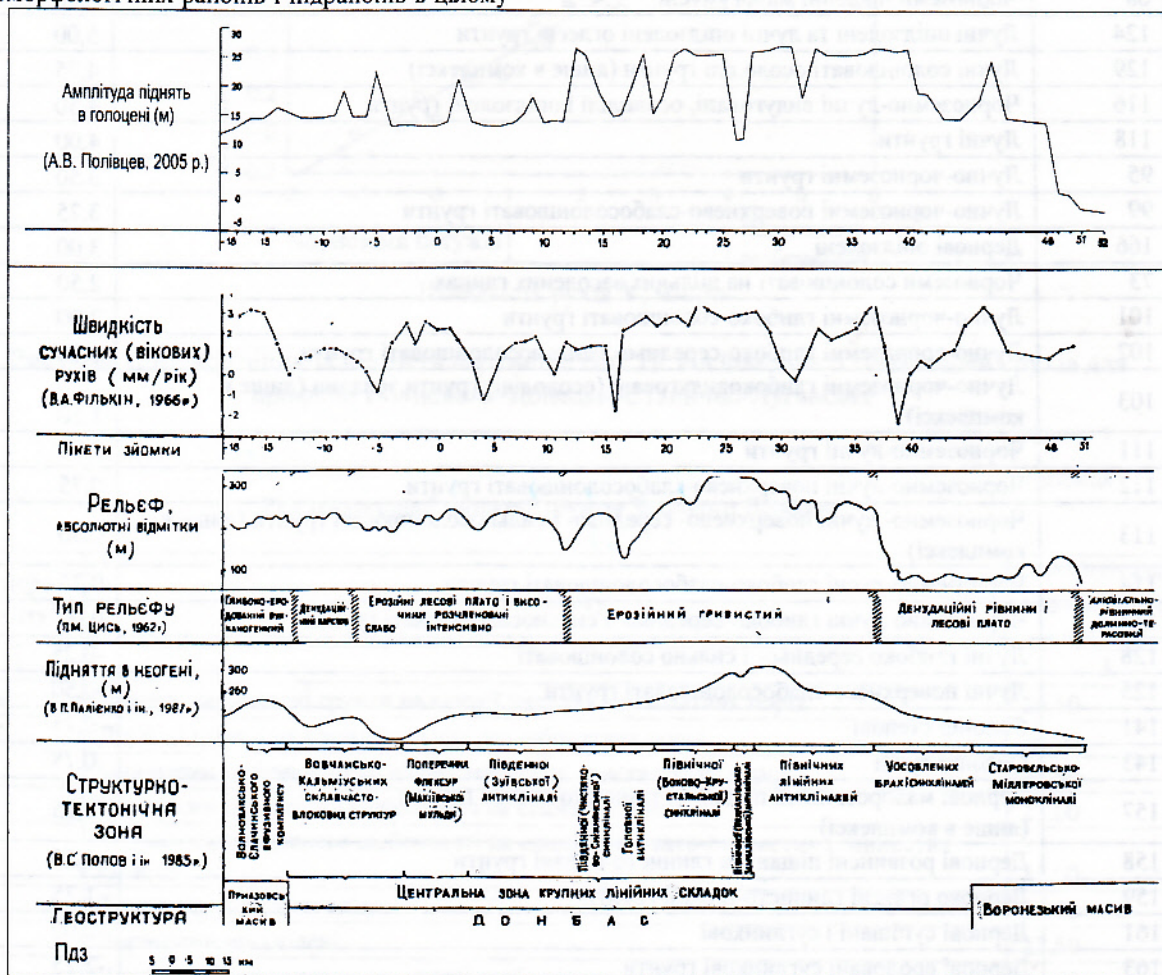


Рисунок 2. Зіставлення геолого-геоморфологічних та геодинамічних даних по профілю Волноваха–Донецьк–Станично-Луганське.

З рисунку 2 видно, що, по-перше, одержаний розподіл величин рухів в перетині Донбасу відповідає відомим даним, однак суттєво деталізує їх як за абсолютними значеннями, так і знаками. Це торкається наведених вище схематичних матеріалів по голоценових рухах В.П. Палієнко, М.Г. Волкова і І.Л. Соколовського, а також А.А. Баби́ча та В.І. Дубравного, який виділив в досліджуваному перерізі три зони захід – північно-західного простягання з швидкостями підняття від 0 до 4 мм/рік [33, рис. 4]; дві з них відповідають границям Донбасу з суміжними геоструктурами. Відома схема Г.А. Конькова [34] обтяжена впливом техногенного фактора і навіть за

простяганням виділених зон не відповідає більшості інших геолого-геоморфологічних матеріалів. По-друге, порівняно з відносно кондиційною схемою В.А. Фількіна (1966), де все-таки спостерігається кореляція мінімумів швидкостей з пониженнями рельєфу, отримані нами дані краще підкреслюють блочну будову, границі між складчастими зонами і головні активні насуви, що їх розмежовують. На рисунку 2 це підтверджується наявністю піків активних підняття на границях зони Вовчансько-Кальміуських складчасто-блокових структур та Макіївської мульди, цієї мульди із Зуєвською антикліналлю і далі – Чистяково-Сніжнянською синкліналлю. Пониженими амплітудами

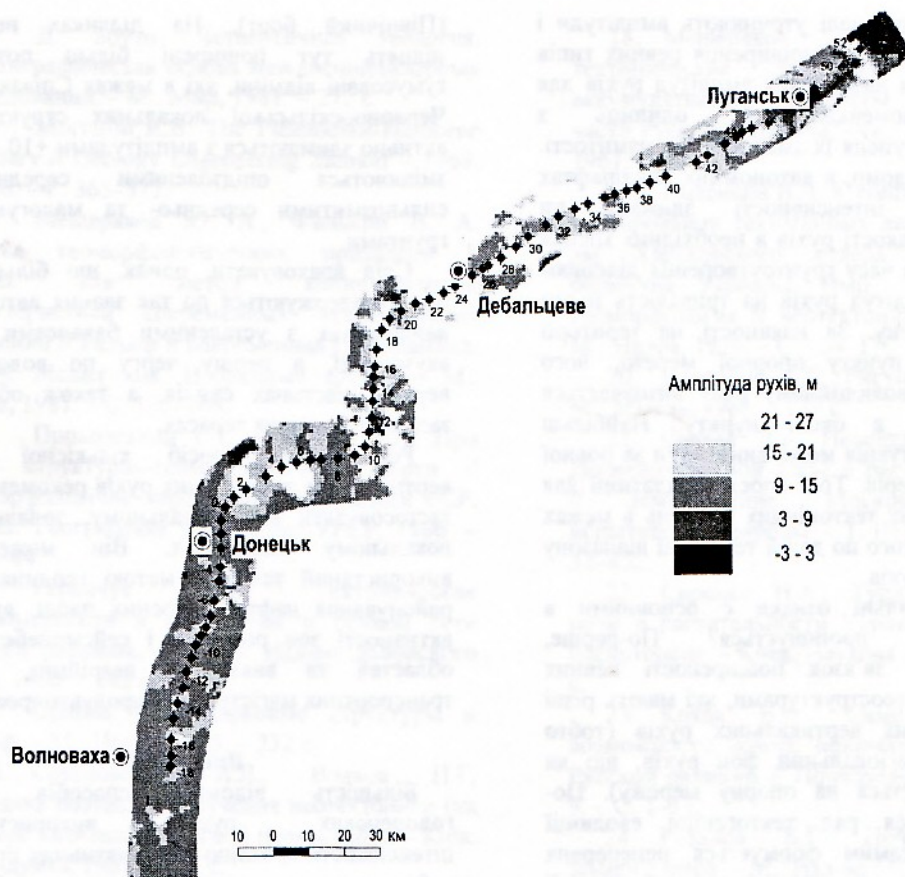


Рисунок 3. Площівний розподіл амплітуд голоценових рухів вздовж профілю Волноваха–Донецьк–Станично–Луганське.

контрастно проявлені Колпаківсько-Замчалівська антикліналь і зона Північно-Донецького та Красноріцьких насувів і скидів, які є тектонічним обмеженням Старобельсько-Міллеровської монокліналі.

На рисунку 3 показано, який інформаційний виграш дає запропонований спосіб порівняно з картами, побудованими по лініях нівелювань або інтенсивності ерозійно-аккумулятивних процесів в межах річкових долин та ближніх водозборів. Чітко проявлений блоковий характер рухів по окремих структурно-тектонічних зонах і простежуються, очевидно успадковані, зони відносно низьких амплітуд, що мають простягання в напрямку фєстончастих границь Кальміус-Торецької та Бахмутської котловин з відомими пониженими амплітудами молодих рухів.

Наведений матеріал підтверджує, що особливості режиму вертикальних тектонічних рухів на зональному і локальному рівнях відбиваються у спрямованій зміні структури ґрунтового покриву, а саме появи азональних ґрунтів і їх поєднань, а також у зміні складу і будови ґрунтових розрізів. Таким чином, ґрунтово-геоморфологічні показники рухів мають об'єктивний фізико-геологічний зміст, проявляють індикаторні властивості на регіональному, зональному і локальному рівнях

і можуть уточнюватися водночас із зростанням детальності досліджень. Надані характеристики ґрунтового покриву за своїм змістом відповідають параметричним і, отже, можуть бути використані з метою визначення вертикальних рухів.

Послідовність вирішення задачі кількісної оцінки показників рухів зводиться до наступних операцій. На першому етапі по ділянці проводиться ландшафтно-геоморфологічне і ґрунтове обстеження – польове або камеральне, за наявними картами. В межах геоструктур, які досліджуються, з метою підвищення оперативності і достовірності визначення рухів за геолого-геофізичними даними, картами ґрунтів та схемами еродованості земель встановлюють особливості площівного поширення зональних (ґрунтовий фон) і азональних ґрунтів, у тому числі змитих і намитих. Потім з набору характерних ґрунтів, які поширені в місцях знаходження геодезичних, геоморфологічних і інших реперів з відомими значеннями амплітуд і швидкостей голоценових рухів, будують зіставний ряд тектогенної еволюції ґрунтів від режиму опускань до коливного режиму і режиму підняття. Ряд містить набір номенклатурних одиниць ґрунтів, де, наприклад, кожному типу ґрунту відповідає свій діапазон амплітуд рухів.

На цій основі далі уточнюються амплітуди і знак рухів у контурах поширення певних типів ґрунтів шляхом визначення амплітуд рухів для дрібніших номенклатурних одиниць з урахуванням ступеня їх змитості або намитості. Останній, як відомо, в автономних ландшафтах пропорційний інтенсивності здирань чи опускань. Швидкості рухів в необхідних місцях визначають для часу ґрунтоутворення діленням одержаних амплітуд рухів на тривалість цього відрізка голоцену. За наявності на території лише одного пункту опорної мережі, його положення в еволюційному ряду визначається типом ґрунту в околі пункту. Найбільш невизначена ситуація може виникнути за повної відсутності реперів. Тоді спосіб придатний для оцінки відносних тектонічних зміщень в межах умовно прийнятого по даній території діапазону вертикальних рухів.

Які відрізняльні ознаки є основними в підході, що пропонується? По-перше, встановлюється зв'язок поширеності певних типів ґрунтів з геоструктурами, які мають різні режими молодих вертикальних рухів (тобто враховується регіональний фон рухів, що як правило спирається на опорну мережу). По-друге, будується ряд тектогенної еволюції ґрунтів, тим самим формується неперервна область даних з динаміки рельєфу (і ґрунтоутворення) та оцінюються амплітуди рухів у будь-якій ділянці або точці території, що має ґрунтовий покрив. Використовуються кількісні показники тектогенної еродованості земель з метою визначення амплітуди рухів на локальних ділянках поширення кожного типу ґрунту, представленого в еволюційному ряді. Важливим є також визначення швидкості рухів шляхом приведення амплітуд рухів до єдиного інтервалу геологічного часу – тривалості голоцену або його підрозділів, що дозволяє перейти від відносних оцінок режимів рухів до їх абсолютних значень.

Чи існують обмеження застосування представленої методики? Досвід її апробації на Волино-Поділлі та в Передкарпатті – варіанті напівкількісних побудов [31] в останні роки в Дніпровсько-Донецькій западині та на її бортах і в Донбасі показав, що найкращі результати одержуються при визначенні режимів рухів окремо в межах геоструктур II–V рангу, де границі морфоструктур відбиваються таксономічними одиницями агроґрунтового і біокліматичного та біогеохімічного районування. Приміром, у ряді тектогенної еволюції ґрунтів, створеному нами для північно-східної частини ДДЗ, ареал поширення чорноземів сформований з чорноземами опідзоленими сформувався при амплітудах підняття в голоцені від +3 до +14 м на ділянці західніше Червонооскільського водосховища

(Північний борт). На ділянках незначних підняття тут поширені більш потужні і гумусовані відміни, які в межах Співаківської і Червонооскільської локальних структур, що активно здимаються з амплітудами +10 ÷ +14 м, змінюються опідзоленими середньо- і сильнозмитими середньо- та малогумусними ґрунтами.

Слід враховувати, однак, що більш точні оцінки одержуються по так званих автономних ландшафтах з усталеними балансами ерозії–аккумуляції, в першу чергу по вододілах і верхніх частинах схилів, а також обширних заплавах і перших терасах.

Розроблений спосіб кількісної оцінки вертикальних тектонічних рухів рекомендується застосовувати в регіональному, зональному і локальному масштабах. Він може бути використаний також з метою геодинамічного районування нафтогазоносних площ, вивчення активності зон розломів і сейсмонезбезпечних областей та виявлення аварійних ділянок транспортних магістралей і продуктопроводів.

Висновки

Більшість відомих способів оцінки голоценових рухів використовують інтенсивність ерозійно-аккумулятивних процесів, тобто явно є опосередкованими. Основні джерела похибок зосереджені в об'єкті досліджень – алювіальних відкладах або денудованих товщах; їх вік і масштаби накопичення внаслідок дії низки чинників не відповідають процесам власне в голоцені. Значна частина об'єктів є лінійними, що визначає низьку достовірність інтерпольованих значень рухів.

Запропонований спосіб кількісної оцінки голоценових рухів за дослідженнями структури і властивостей ґрунтового покриву. Спосіб використовує явище тектогенної еволюції ґрунтів протягом біогеоморфологічних циклів і дозволяє одержати інформацію про рухи у будь-якій точці, яка має ґрунтовий покрив. Апробація способу виявляє його високу достовірність та простоту реалізації.

Література

1. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. – 491 с.
2. Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения / В.С. Хромовских, В.П. Солоненко, Ю.К. Щукин и др. – М.: Недра, 1989. – 278 с.
3. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). – М.: Наука, 1977. – 240 с.

4. Д. Боуэн. Четвертичная геология. Стратиграфическая основа междисциплинарных исследований. – М.: Мир, 1981. – 272 с.
5. Morrison R.B. The Pleistocene-Holocene boundary // *Geology Engineering Memoir* – 1969. – N 48. – P. 363–372.
6. Мещеряков Ю. А., Филькин В. А. Оценка геоморфологических признаков в баллах как метод количественной характеристики современных тектонических движений // *Рельеф и современная геодинамика*. Ю. А. Мещеряков. Избранные труды. – М.: Наука, 1981. – С. 155–165.
7. Проходський С.І., Сластіна Є.А. Прозміст структурно-геоморфологічної карти // *Геоморфологічне картування Української РСР*. – Київ: Географічне товариство УРСР, 1966. – С. 34–44.
8. Геренчук К.И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. – Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1960. – 242 с.
9. Орлова А.В. Блочные структуры и рельеф. – М.: Недра, 1975. – 232 с.
10. Соколовский И.Л., Волков Н.Г. Методика поэтапного изучения неотектоники (на примере юго-запада Русской платформы). – Київ: Наук. думка, 1965. – 135 с.
11. Морфоструктура нафтогазоносних областей УРСР / Волков М.Г., Купраш Р.П., Палиєнко В.П. і ін. – Київ: Наукова, думка, 1974. – 260 с.
12. Некос В.Е., Карпов В.И., Бергер М.Г. Минералогическая дифференциация голоценового аллювия некоторых рек левобережной Украины и ее связь с неотектоникой // *Мат-лы Харьковского отдела Географического общества Украины*. Вып. IX. Структурная геоморфология и неотектоника Украины (2). – М.: Недра, 1970. – С. 94–103.
13. Frye J.C. Pleistocene succession of the central interior United States // *Quaternary Research*. – 1973. – N 3. – P. 275–283.
14. Shotton F.W. The Pleistocene succession around Brandon, Warwickshire // *Philadelphia Trans. Research Society*. – 1968. – N 254. – P. 387–400.
15. Соколовський І.Л., Волков М.Г. Неотектоніка Дніпровсько-Донецької западини // *Геологічний журнал*. – 1969. – Т. 29. – С. 3–12.
16. Панов Д.Г. Количественная оценка неотектонических движений равнин материковых платформ // *Тектонические движения и новейшие структуры земной коры*. Мат-лы совещания по проблемам неотектоники. Под ред. Н.И. Николаева. – М.: Недра, 1967. – С. 108–115.
17. Оллиер К. Тектоника и рельеф. – М.: Недра, 1984. – 460 с.
18. Мещеряков Ю.А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 390 с.
19. Виленкин В.Л. К вопросу об изучении и картировании тектогенных ландшафтов // *Мат-лы Харьковского отдела Географического общества Украины*. Вып. IX. – Структурная геоморфология и неотектоника Украины, 2. – М.: Недра, 1970. – С. 104–110.
20. Викторов А.С. Рисунок ландшафта. – М.: Мысль, 1986. – 179 с.
21. Сочава В.Б. Новейшие вертикальные движения земной коры и растительный покров // *Землеведение*. Московское общество испытателей природы. – Т. III (XLIII), 1950. – С. 32–45.
22. Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. – Киев: Наукова думка, 1986. – 188 с.
23. Ковда В.А., Самойлова Е.М. О возможности нового понимания истории почв Русской равнины // *Почвоведение*. – 1966. – № 9. – С. 1–12.
24. Розанов Б.Г. Почвенный покров земного шара. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 248 с.
25. Грунти Української РСР. Почвы Украинской ССР / Карта ґрунтів М 1 : 750 000. Під заг. редакцією М.К. Крупського. – Київ, 1972. – 4 арк.
26. Заморій П.К. Рухи земної кори за четвертинного періоду на території УРСР // *Київський державний університет ім. Т.Г. Шевченка. Праці географічного факультету*, 1950. – №1. – С. 17–65.
27. Карта современных движений земной коры Донбасса М 1 : 200 000 / Филькин В.А. Ин-т географии АН СССР, 1966.
28. Палиєнко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. – Киев: Наукова думка, 1992. – 116 с.
29. Почвоведение / И.С. Кауричев, Н.П. Панов, Н.Н. Розов и др. – М.: Агропромиздат, 1989. – 719 с.
30. Евдокимова Т.И. Почвенная съемка. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 269 с.
31. Полівцев А.В. Педогеоморфологічні методи у вивченні голоценових рухів (на прикладі Поділля і передгір'їв Українських Карпат) // *Геодинаміка*. – 1998. – № 1. – С. 99 – 110.
32. Геоморфология Украинской ССР / И.М. Рослый, Ю.А. Кошик, Э.Т. Палиєнко, О.П. Андрияш, Ю.Л. Грубрин. – Киев: Вища школа, 1990. – 287 с.

33. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Том I. Угольные бассейны и месторождения европейской части СССР. М.: Недра, 1979. – 628 с.

34. Коньков Г.А. О связи новейших и современных тектонических движений с метаноносными и выбросоопасными зонами в условиях Донецкого бассейна // Доклады АН СССР. – 1962. – Т. 143. – № 3. – С. 670 – 673.

ПОИСК ДОСТОВЕРНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СПОСОБОВ ИНДИКАЦИИ ГОЛОЦЕНОВИХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

А. В. Поливец

Проанализирована достоверность существующих способов изучения голоценовых тектонических движений. Показано, что источники ошибок скрываются в неоднозначности количественного определения интенсивности тектогенных эрозивно-аккумулятивных процессов, а также в распылчатости нижней возрастной границы „современного” аллювия, террасовых уровней и др. Предложен способ количественной оценки голоценовых движений по исследованиям структуры, состава и свойств почвенного покрова. Способ использует явление тектогенной эволюции почв на протяжении биогеоморфологических циклов и позволяет получить информацию о движениях в любой точке, которая имеет почвенный покров. Показано высокую достоверность способа на примере регионального профиля Волноваха–Донецк–Луганск–Станично-Луганское, пересекающего Донецкое складчатое сооружение.

Searching of reliable geological-geomorphological methods of indication of holocen vertical tectonic movements

A.V. Polivcev

The reliability of existing methods of Holocene tectonic moves investigations analysed. It was demonstrated, that sources of mistakes are hidden in ambiguity of quantitative determination of the tectogenous erosive-acumulative processes intensivity as well as floating lower age boundaries of "recent" aluvium, terraces levels etc. The method for Holocene moves evaluation based on investigations of soil covering structure, composition and properties proposed. This method employs the effect of tectogenous soils evolution during the biogeomorphological cycles and enables one receive information about moves in any point with soil covering. High reliability of presented method demonstrated with an example of the regional profile Volnovakha–Donetsk–Lugansk–Stanichno-Luganske crossing the Donetsk folded structure.

Український державний геологорозвідувальний інститут

Надійшла 11. 05. 06

УДК 551.24

Я.Бень, О.Олещук, Є.Корнієнко

СТРУКТУРНА ГЕОЛОГІЯ ПОВЕРХНІ МОХО ЗАХІДНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

Актуальность темы

При дослідженні земної кори в західному регіоні України основна увага надавалася виділенню границі поверхні Мохо та побудови карти на основі даних ГСЗ [4, 5, 7]. Однак, до уваги не бралися структурно-геологічні особливості формування розломних структур та геодинамічні умови їх прояву.

Мета даної роботи полягає в дослідженні кінематичних особливостей розломних структур яке має важливе значення для вивчення механізму вогнищ землетрусів та прогнозу і пошуку корисних копалин.

Методи досліджень

Геодинамічні особливості структурного рисунку території проводилися на основі аналізу та інтерпретації структурного рисунку

поверхні рельєфу Мохо з врахуванням методу актуалізму. Проводилися дослідження кінематичних особливостей глибинних розломів за допомогою методів структурної геології [1, 3, 6, 8].

Об'єкт дослідження

Територія Карпатського сейсмоактивного регіону.

Предмет дослідження: Розломні структури поверхні Мохо.

Ключові слова: Розлом, кінематика.

Розломи поверхні рельєфу Мохо та їх кінематика

Розломи поверхні Мохорівчича – підшви земної кори, представлені системою розривних порушень зсувної та скид-зсувної природи. В північно-західній частині території